

LAS CUBETAS DE SOBREEXCAVACION GLACIAL DE BONO Y BARRUERA (ALTA RIBAGORÇA: PIRINEO CENTRAL)

J. M. VILAPLANA*

A. CASAS**

Dpto. de Geomorfología y Tectónica (*), y Dpto. de Prospección Geológica y Geofísica (**) Facultad de Geología, Universidad de Barcelona.

RESUMEN

Se presentan los resultados de la interpretación geomorfológica de dos cubetas glaciales localizadas en la vertiente sur del Pirineo.

Los estudios convencionales de geología superficial vienen complementados por sondeos eléctricos verticales para determinar la profundidad del zócalo rocoso y las características de los sedimentos.

El análisis de los datos geoeléctricos indica que las cubetas de Bono y Barruera, de 200 y 150 m de profundidad respectivamente, fueron generadas por sobreexcavación de los glaciares de la Ribagorçana y del Tor durante el último máximo glacial. Posteriormente, durante la retirada de los glaciares que ocupan estos valles, dichas cubetas funcionaron como sendos ambientes glaciolacustres iniciándose un importante proceso de colmatación.

ABSTRACT

The results of the geomorphological interpretation of two glacial basins located on the southern slope of the Pyrenees are presented.

The conventional surficial studies are complemented with vertical electrical soundings in order to determine the depth of the bedrock and the character of the sediments.

The analysis of the resistivity data suggests that the

Bono and Barruera basins are overdeepened basins with 200 m and 150 m respectively, eroded by the Ribagorçana and Tor glaciers during the last maximum glacial phase, and filled with glaciolacustrine deposits during the retreat phase of the last glacial period.

1. INTRODUCCION

En esta comunicación se presenta el estudio de unos sectores de los valles de la Noguera Ribagorçana y de Tor o Boí que han tenido especial relevancia durante la evolución cuaternaria de estos valles pirenaicos. Ambas cubetas presentan una configuración en corredor, con más de 5 km de longitud por tres de anchura presentando vertientes muy verticalizadas y fondo plano. Morfológicamente se diría que se trata de una artesa glacial colmatada por sedimentos que le han configurado una topografía plana en su fondo y una parcial degradación de las vertientes que indica una cierta tendencia a la regularización.

Los dos ejemplos objeto del presente trabajo están situados a la altura del pueblo de Bono en el valle de la Noguera Ribagorçana y del pueblo de Barruera en el valle de la Noguera de Tor, por lo que los hemos denominado cubeta de Bono y cubeta de Barruera respectivamente. El nombre de cubeta no se debe únicamente a sus características geomorfológicas, sino también al papel de ambiente deposicional lacustre que han jugado durante algún período de los tiempos cuaternarios.

MEY (1968) cita, al hablar de los acontecimientos postglaciales, la colmatación de lagos formados por las aguas de fusión glacial en los fondos de valles impermeables (en zonas de sobreexcavación glacial), situados detrás de umbrales rocosos importantes. Como ejemplo pone el del área de Bono, al norte del umbral de calizas "griotte" de la Formación Mañanet, situado en las proximidades del pueblo de Forcat. También hace referencia al umbral de Cardet en el mismo sentido del caso anterior.

Hasta el momento, todas estas aseveraciones se plantean en el terreno de las hipótesis, ya que no hay ningún afloramiento que ponga de manifiesto materiales lacustres infrayacentes a los aluviones recientes, ni tampoco se dispone de ningún sondeo mecánico realizado en alguna de estas cubetas y del cual se conozcan datos. Así pues, estas hipótesis se fundamentan en

criterios morfológicos y en comparaciones con ejemplos similares de otras cordilleras como por ejemplo los Alpes. Es sobradamente conocida la existencia de los "overdeepened basins" de Suiza a los cuales se les atribuye una génesis de excavación glacial (SCHLUCHTER, 1979). Estas sobreexcavaciones en los Alpes son muy considerables; por ejemplo, en la cubeta de Belp, al sur de Berna, se ha comprobado que es del orden de 285 m. TRICART (1962) cita estas sobreexcavaciones diciendo que en la vertiente norte de los Alpes tienen profundidades que oscilan entre los 100 y los 200 m, mientras que en la vertiente Sur son de 300 a 400 m; pone diversos ejemplos, entre ellos el lago Léman de Ginebra con una sobreexcavación de 255 m. Muchas de estas sobreexcavaciones son tan importantes que en algunos casos el sustrato del fondo de la cubeta se encuentra por debajo del nivel del mar actual; por ejemplo STURM y MATTER (1978) en su estudio del lago de Brienz en Suiza, lo sitúan en una cubeta en la cual la máxima profundidad del sustrato rocoso es de 860 m unos 300 m por debajo del nivel del mar, siendo el grosor de sedimentos pleistocenos y holocenos de la misma de 600 m.

2. METODO DE TRABAJO

Para estudiar las cubetas de Bono y Barruera se ha realizado un reconocimiento de la geología superficial, tanto sobre el terreno, como a partir de la fotografía aérea, diferenciándose la morfología, los depósitos y el sustrato paleozoico (Fig.2).

Como complemento, para la investigación del subsuelo, se han realizado una serie de sondeos eléctricos verticales con dispositivo tetraelectródico Schlumberger para calcular las variaciones en profundidad de la resistividad eléctrica al paso de la corriente continua.

Los objetivos del estudio geoelectrico han sido dobles: por un lado delimitar la profundidad del sustrato rocoso que electricamente es más resistivo que los sedimentos incoherentes; y por otro lado, diferenciar las diversas capas del corte geoelectrico que corresponden a distintos tipos de sedimentos. La interpretación de las curvas de resistividad aparente se ha realizado por el procedimiento de superposición gráfica del punto auxiliar (ORELLANA y MONEY, 1966). Con los valores de los parámetros obtenidos se han calculado las correspondientes curvas teóricas mediante el programa de POUS

(1980) basado en la teoría del filtro lineal de GHOSH (1971). Después de pequeñas modificaciones en los parámetros geoelectrónicos se ha conseguido un ajuste óptimo de las curvas experimentales.

Para minimizar los problemas de equivalencia en Σ que presentan las curvas obtenidas se han realizado sondeos paramétricos para el tarado de las resistividades verdaderas de las facies litológicas que afloran en otros sectores.

3. LA CUBETA DE BONO

La cubeta de Bono es una depresión de fondo plano, de 5 km de longitud por 600 m de anchura, situada entre los 1000 y los 1100 m de altura, y que ocupa un segmento del alto valle de la Noguera Ribagorçana, limitada al Norte por el estrecho de Senet y al Sur por el umbral rocoso de Forcat. Las vertientes que limitan la cubeta están muy verticalizadas, siendo en la parte media y superior unas paredes rocosas que le configuran una morfología de valle glacial. Las rocas que configuran el substrato rocoso de la cubeta son casi todas de edad devónica, y están constituidas por calizas y pizarras alternantes, de donde hay que destacar la existencia de una masa de rocas cristalinas con aspecto de cornubianita ("Silicified hornfelses" según MEY, 1968), generadas por el metamorfismo de contacto producido por la proximidad de un cuerpo intrusivo tardiherciniano asociado a la granodiorita de la Maladeta. Es en estos materiales, que están atravesados por numerosos diques de pórfidos, donde hay importantes mineralizaciones de plomo explotadas en las minas de Cierco. Al sur de la cubeta afloran las calizas "Griotte" del Devónico superior que configuran el umbral rocoso de Forcat, y por encima de ellas hay restos de pizarras micáceas carboníferas. En las partes altas de las dos vertientes que limitan la cubeta de Bono y relacionado con el gran cabalgamiento de Senet (MEY, 1968), aflora una franja de materiales rojos (lutitas y areniscas) de la facies Buntsandstein según el mismo autor antes citado.

Los materiales sedimentarios que configuran el fondo plano de la cubeta son presumiblemente de edad cuaternaria. Podemos suponer también que debe haber diferentes horizontes sedimentarios que rellenan la cubeta y de los cuales únicamente aflora el más superior que está constituido por cantos,

gravas y arenas fluviales. Estos materiales que configuran la llanura aluvial actual y subactual se hallan recubiertos por importantes conos de deyección que corresponden a los barrancos que drenan las aguas de las pequeñas cuencas laterales de la cubeta de Bono. Los dos conos más desarrollados son el del barranco de Estet, en la ribera derecha y el de la Artiga, en la ribera izquierda. Estos torrentes aprovechan los materiales de las morrenas laterales para construir sus respectivos conos de deyección, la deposición de los cuales cabe suponer que es sincrónica con la colmatación de la cubeta. También cabe destacar el cono de deyección del río de Llauset el cual se encuentra socavado en su parte distal a consecuencia de la acción erosiva de la Noguera Ribagorçana durante la avenida de 1962.

Las morrenas laterales del glaciar de la Noguera Ribagorçana en la cubeta de Bono

En las vertientes de la cubeta y sobre todo en las entradas de los torrentes laterales encontramos acumulaciones de material morrénico a veces representado únicamente por bloques de granito esparcidos en la ladera, otras veces se trata de importantes acumulaciones de tills. En el barranco de Estet encontramos gran cantidad de bloques morrénicos de granito hasta los 1.500 m, unos 500 m sobre el fondo del valle principal. Además de los bloques hay una importante extensión de morrena cubierta por vegetación la cual impide ver las características sedimentarias del till.

Situado justo detrás del umbral de Forcat, entre éste y la central eléctrica de Bono, hay un pequeño depósito situado a unos 15 m por encima del nivel actual del río. Se trata de un sedimento formado por cantos, y bloques englobados en una matriz arenosa. Presenta una gran heterometría, y algún nivel de gravas y arenas bien laminadas, con estructuras de corriente en algún caso muchas de ellas deformadas. Parece claro por estas características que se trata de un till supraglacial de tipo "melt-out", depositado en la parte frontal del glaciar y que correspondería a una fase de retroceso glacial.

La morrena de la Artiga

En el barranco de la Artiga encontramos una importante acumulación de mate-

rial morrénico con un corte de más de 100 m de potencia, que corresponde a la morrena lateral izquierda del glaciar de la Ribagorçana.

Este depósito presenta dos unidades bien diferenciadas de la base al techo (ver Fig. 3). En la parte inferior encontramos un sedimento de color rojo constituido por gravas y cantos subangulosos en una matriz limosa altamente compactada. La litología de los clastos está mayoritariamente representada por materiales del Buntsandstein, aún que también hay algún pórfido y calcoesquisto, todos ellos corresponden a la roca que aflora en la cabecera del barranco. Además también hay que destacar un hecho muy importante, que es la presencia de cantos de granito en el interior de este sedimento. Por otro lado la parte superior de esta acumulación es completamente diferente de la inferior; está formada por grandes bloques de granito subredondeados en una matriz lutito-arenosa de color gris claro. A medida que seguimos el corte hacia el interior del barranco la litología de los bloques deja de ser granítica y pasa a ser local (calcoesquistos, areniscas, y limolitas) y presenta una estructuración en planos donde los bloques se disponen en contra de la ladera. La superficie de toda esta acumulación, a cota - 1.500 m, forma un gran rellano (terrazza yuxtaglacial).

La interpretación genética de estas dos unidades es muy interesante ya que puede aportar información respecto a la dinámica del glaciar. Teniendo en cuenta que la cuenca del barranco de la Artiga nunca ha sufrido una dinámica glacial, hay que interpretar los materiales de la unidad superior como un till supraglacial, con influencia de aportes locales, depositado por el glaciar de la Noguera Ribagorçana. En cambio los materiales de la unidad inferior tienen una facies de depósito de vertiente. Lo más significativo es el hecho de que contengan granito que únicamente pueden derivar de una antigua morrena, degradada por la dinámica de la vertiente, y que habría sido depositada por el glaciar de la Ribagorçana en una fase, o quizás glaciación, anterior a la del till superior.

3.1. CARACTERISTICAS GEOELECTRICAS DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUBETA DE BONO

El zócalo resistivo

Corresponde al contraste de resistividades entre los sedimentos y el substrato rocoso. Teniendo en cuenta las medidas realizadas, es en el sondeo nº 2 de Bono donde se ha detectado la máxima profundidad del substrato (213 m) respecto a la superficie topográfica de la llanura aluvial actual. Este valor también nos da la potencia máxima de los sedimentos (pleistocenos + holocenos) que rellenan la cubeta de Bono.

La menor profundidad se ha detectado en el sondeo nº 1 de Forcat (71,7 m), a 300 m del umbral rocoso que cierra la cubeta aguas abajo. Correlacionando las diferentes medidas se puede ver la geometría del zócalo en el perfil longitudinal de la cubeta (Fig. 6). De la misma forma se han obtenido los perfiles transversales (Figs. 4A y 4B) los cuales han sido completados con la topografía de las laderas de la cubeta. Así pues podemos ver una morfología de artesa glacial, excavada en una fase de erosión glacial intensa que modeló un perfil de sobreexcavación típico.

Sedimentos con resistividades bajas

Esta unidad agrupa un cuerpo sedimentario muy potente que se encuentra en contacto con el fondo de la cubeta; su resistividad es del orden de 200 ohmios/m en los sondeos de Bono, i de 100 ohmios/m en los situados más cerca del umbral rocoso de Forcat.

El espesor de esta unidad geoelectrica es máxima en el sondeo Bono nº 2 (180 m) i es mínima en el Forcat nº 1 (65 m).

Su interpretación como litofacies no deja de entrañar un cierto riesgo. De todas maneras, en función del modelo sedimentario que una cubeta de este tipo representa, i en función también de las interpretaciones hechas en los perfiles geoelectricos de Mulleres (Taüll; ver VILAPLANA, 1983) y de las resistividades medidas directamente sobre sedimentos de características conocidas, podemos decir que esta unidad inferior puede corresponder a un sedimento fundamentalmente lutítico. No descartamos la posibilidad de que exista algún tramo con clastos dispersos, a modo de diamictita compactada con soporte de la matriz, como las que han sido descritas en los depósitos glaciolacustres de Llestiu, en el vecino valle de Llauset por VILAPLANA (1983). Genéticamente nos inclinamos a pensar que se trata de una unidad

sedimentaria lacustre.

Hay que decir que en las zonas superficiales se detecta algún tramo con resistividades parecidas a las de la unidad inferior. En estos casos se trata de limos de decantación de origen fluvial, asociados a la dinámica reciente de la Noguera Ribagorçana.

Sedimentos con resistividades medias

Esta unidad corresponde a un cuerpo sedimentario situado encima del anterior y que presenta espesores que van desde los 30 m en el sondeo Bono nº 3 hasta menos de 10 m en los sondeos situados cerca del umbral rocoso de Forcat. En cualquier caso la potencia de este tramo presenta una marcada irregularidad, condicionada fundamentalmente por el contacto no planar (quizás erosivo) con la unidad inferior. Las resistividades que presenta este tramo son del orden de 300 a 550 ohmios/m.

La litofacies atribuible a esta unidad, por comparación con las de Mulleres (VILAPLANA, 1983), puede estar constituida por un depósito compactado, con un cierto contenido de finos pero con abundancia de las fracciones más gruesas. De todas maneras en este caso las resistividades de esta unidad, en los sondeos Estet nº 1 y 2, y Forcat nº 2, corresponden a los materiales de los conos de deyección de Estet y de la Artiga, lo cual nos configura una litofacies como la que hemos propuesto más arriba. A nivel de interpretación genética aumenta un poco la complejidad de las afirmaciones, porque si bien en la parte de Estet y de Forcat este tramo parece que corresponde claramente a los sedimentos de los conos fluviotorrenciales, en el perfil de Bono (Fig. 4A) este hecho ya no es tan evidente. Si comparamos los resultados de los sondeos de Bono con otros datos obtenidos en otras áreas (VILAPLANA, 1983), este tramo intermedio podría corresponder a materiales morrénicos; no obstante esto sería difícil de admitir sin existir una correspondencia en los otros sondeos realizados aguas abajo de Bono. En base a una interpretación genética resulta más coherente admitir que este tramo intermedio corresponde a las facies fluviodeltaicas del relleno final de la cubeta lacustre.

Sedimentos con resistividades elevadas

Son aquellos que ocupan la parte superior del relleno sedimentario de la cubeta. Las resistividades son del orden de 1.500 a 1.700 ohmios/m. Estas medidas son coherentes con la litofacies que aflora superficialmente: cantos, gravas i arenas que corresponden a los depósitos aluviales subactuales de la Noguera Ribagorçana. La potencia de este tramo a la altura del perfil de Bono, que es quizá donde está mejor representado, es del orden de 7 m. Más abajo este resistivo va desapareciendo y parece que pasa lateralmente al resistivo del tramo medio; lo cual es bien visible en el perfil transversal de la Fig. 5B. Esto puede significar que las unidades media y superior son ambas de origen fluvial pero que corresponden a dinámicas deposicionales diferentes.

4. LA CUBETA DE BARRUERA

Esta cubeta es una depresión alargada en el sentido del valle, de unos 5 km, con el fondo plano y una anchura de unos 800 m. La cota del fondo de valle se sitúa sobre los 1.100 m. Al sudeste del pueblo de Barruera y parcialmente cubierto por el embalse de Cardet, un estrecho rocoso de igual nombre cierra la cubeta aguas abajo. En el otro extremo, el umbral rocoso de Boí-Erill, marcado por unos diques de cuarzo en los cuales el río ha marcado una incisión de 60 m.

Referente al substrato rocoso de las vertientes y la base de la cubeta, según los datos de MEY (1968), entre los pueblos de Erill y Barruera la litología de la vertiente derecha está constituida por granodiorita correspondiente a un apófisis del batolito de la Maladeta. En la vertiente izquierda que pertenece a la montaña del Muro (2083 m), los materiales son esquistos y areniscas del Cambro-ordovícico. Entre Barruera y Cardet la litología de las laderas varía y se encuentra constituida por pizarras y calizas del Devónico inferior (Formación Rueda según MEY, 1968), en las cuales se intercalan numerosos diques de pórfidos.

Al igual que para la cubeta de Bono, los materiales sedimentarios que la rellenan y que configuran su fondo plano se suponen de edad cuaternaria. Más adelante se analizarán las diferentes unidades de sedimentos de relleno

en función de su resistividad eléctrica. Con respecto a los materiales que forman la llanura aluvial subactual, se trata de gravas con arenas recubiertas por limos y arenas finas, sobre las cuales se ha producido la incisión del lecho actual, en el cual hay una predominancia de gravas. Esta llanura se encuentra parcialmente recubierta, en las zonas marginales, por los conos de deyección fluviotorrencial de las pequeñas cuencas tributarias que quedan colgadas sobre el valle principal. En la cola de la cubeta encontramos el cono de Erill, de elevada pendiente, que queda encajado delante del umbral rocoso de Erill-Boí. El cono del barranco de Barruera se encuentra en la parte media de la llanura donde está el pueblo del mismo nombre; en extensión es el más grande de todos los conos de la cubeta, y al igual que los demás retrabaja materiales morrénicos que el glaciar del Tor había depositado en las pequeñas cuencas laterales. En el caso del barranco de Barruera encontramos material morrénico a 1.610 m, y a la cota 1.590 m el depósito presenta una morfología de terraza yuxtaglacial (degradada por la erosión). En definitiva los tres conos de deyección de la cubeta de Barruera (Erill, Barruera, y Durro) se han edificado a expensas de la degradación torrencial de las morrenas laterales.

Las vertientes de la cubeta de Barruera tienen una elevada pendiente, presentan afloramientos rocosos en la parte superior e importantes acumulaciones de derrubios en las partes medias e inferiores (ver Fig. 7). Hay que destacar, en la vertiente donde la roca es granítica, un importante diaclasado a partir del cual se han modelado numerosos corredores de aludes (y de torrentes) al pie de los cuales se han generado sendos conos de derrubios. La ladera del Muro, en frente de la anterior, se ve recubierta por un importante manto de derrubios que configura una serie de canchales la mayoría de ellos activos actualmente. Esta evolución en cierta manera anómala de esta vertiente responde al funcionamiento en forma de movimiento gravitacional de la masa rocosa cambro-ordovícica del Muro. La vertiente del bosque de Durro se encuentra fijada por la vegetación; existe un importante manto de derrubios formado a expensas de la roca de la ladera y en parte a material morrénico degradado. Cabe citar que en esta misma ladera,

y en la parte más baja de los torrentes que la atraviesan, se forman travertinos (a partir de las aguas que provienen del Devónico calcáreo). Estos travertinos han estado explotados en tiempos recientes, y muchos de ellos se han utilizado para restaurar los capiteles y otras piezas de las iglesias románicas del valle de Boí.

4.1. CARACTERISTICAS GEOELECTRICAS DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUBETA DE BARRUERA

A partir de los resultados de los sondeos eléctricos realizados en esta cubeta hemos podido establecer una buena correlación entre ellos en función del contraste de resistividades eléctricas. Estos datos geofísicos y su comparación con los de otras áreas estudiadas nos han permitido diferenciar tres cuerpos sedimentarios con resistividades características a los cuales se les ha atribuido un valor de litofacies.

El zócalo resistivo

El zócalo resistivo (substrato rocoso) presenta su máxima profundidad en el sondeo 5 donde se sitúa a 158 m. Aguas arriba, la profundidad de la cubeta disminuye, así en el sondeo 4 encontramos el zócalo a 60 m. A partir de estos datos geofísicos y de la topografía superficial del substrato rocoso (umbrales, laderas, etc.), se ha realizado un perfil longitudinal y otro transversal donde se interpretan entre otras cosas la morfología del fondo de la cubeta, y el espesor de sedimento que rellena la misma. Creemos que queda claramente reflejada la génesis glacial por sobreexcavación del fondo del valle comparable al caso de la cubeta de Bono.

Sedimentos con resistividades bajas

Se trata de un cuerpo sedimentario de espesor considerable que ocupa la parte inferior del relleno de la cubeta. En los sondeos de resistividad de este tramo es idéntica (80 ohmios/m), y presenta su máxima potencia (100 m) entre los sondeos 3 y 5. Para atribuirle una litofacies determinada, el problema es el mismo que para el caso de Bono, a pesar de que en la cubeta de Barruera la baja resistividad parece indicar que el contenido en fi-

nos del sedimento es elevado, por consiguiente, y teniendo en cuenta el ambiente glacial que generó la cubeta, parece claro interpretarlo como un tramo lacustre (ver Fig. 9).

Sedimentos con resistividades medias

Estos depósitos ocupan el tramo situado por encima del anteriormente descrito. Su resistividad eléctrica oscila entre 525 y 800 ohmios/m. Tienen una potencia claramente inferior a la del tramo infrayacente; su máximo espesor entre 40 y 50 m, lo detectamos entre los sondeos 3 y 5, y hacia el sondeo 4 encontramos una disminución de la potencia hasta 20 m.

Si comparamos la resistividad de estos depósitos con otros similares en los sondeos de Mulleres (VILAPLANA, 1983), vemos que se les puede atribuir una litofacies de depósitos detríticos con abundancia de gruesos y escasez de finos depósitos que en aquel caso eran interpretados como un till supraglacial. Aquí, a pesar de que la litofacies puede ser válida, no creemos posible la deposición en el fondo del valle de un till supraglacial en este ambiente y con una potencia tan considerable. Nos inclinamos a admitir una interpretación similar a la de la cubeta de Bono, donde este tramo intermedio correspondería al recubrimiento fluviodeltaico de las facies de sedimentos finos lacustres.

Sedimentos con resistividades elevadas

La unidad sedimentaria superior es la que presenta valores más elevados (1600-1700 ohmios/m). Es un tramo poco potente de 2 a 10 m, que está constituido al igual que en la cubeta de Bono por cantos, gravas, y arenas que corresponden a un ambiente fluvial de alta energía.

5. CONCLUSIONES

Analizadas estas dos cubetas, comparadas con la del lago de Llauset (VILAPLANA, 1983), y valorando las características de sus depósitos con las de otros sedimentos estudiados geoeléctricamente, podemos concluir que:

I - Las hipótesis establecidas por MEY (1968) sobre el ambiente glaciolacustre

tre de las cubetas de Bono y de Barruera en el Pirineo ribagorzano se confirman.

II- La relación genética entre los conocidos "overdeepened bassins" de los Alpes y estas cubetas de fondo de valle es clara.

III- La evolución de estas cubetas ha tenido las siguientes fases:

a) Fase de excavación de la cubeta durante el máximo glacial: se trata de una fase fundamentalmente erosiva por lo que respecta al fondo del valle). SCHLUCHTER (1979) según sus observaciones y las de otros estudiosos, dice que en los alpes se diferencian bien las fases de erosión de las cubetas de sobreexcavación de las fases de deposición morrénica en el fondo de los valles. En nuestro caso, durante esta fase erosiva únicamente podemos hablar de deposición glacial en los sectores laterales del glacial (morrena de Erill, de Barruera, de Artiga, de Taüll, etc.) pero no en el fondo del valle.

En función de la posición altimétrica de estas morrenas laterales, que indican el techo del glaciar y de la máxima sobreexcavación, se puede estimar un espesor máximo de la lengua glacial de:

Cubeta de Bono:

sobreexcavación máxima = 213 m.

espesor hielo máximo = 600 m.

Cubeta de Barruera:

sobreexcavación máxima = 158 m.

espesor hielo máximo = 680 m.

b) Fase de sedimentación glaciolacustre posterior al último máximo glaciar de Tor aguas arriba de la cubeta. Se trataría de un ambiente lacustre proglacial, con una tasa y una velocidad de sedimentación importantes y correspondería a los tiempos glaciales tardíos. La colmatación lacustre acabaría con la deposición de materiales más gruesos (unidades intermedias).

c) Fase de sedimentación fluviotorrencial que empieza al final de la fase anterior, y en la cual se construirían los conos de deyección provenientes de los barrancos laterales con importantes acumulaciones morrénicas. Conjuntamente cabe considerar la dinámica fluvial de alta energía (avenidas posiblemente crónicas) del río principal que aún hoy en día se manifiesta.

IV - Consideraciones finales: a pesar de las conclusiones expuestas anteriormente no podremos establecer definitivamente el significado y la cronología de la sedimentación en estas cubetas hasta que no dispongamos de sondeos mecánicos con muestra continua donde se pueda analizar en detalle el registro sedimentario (litofacies, contenido fósil y polínico, dataciones absolutas, etc). Hemos de decir que, todavía hoy en los Alpes, hay controvertidas opiniones respecto a la evolución polifásica de las cubetas de sobreexcavación y de su cronología en relación a las diferentes glaciaciones.

Cabe esperar que en nuestro país y en un futuro próximo nuevas investigaciones en este campo aporten más luz sobre la evolución de estos ambientes.

6. BIBLIOGRAFIA

- GHOSH, D.P. (1971) "Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally Stratified earth". Geophysical Prospecting 19, 769-775.
- MATTER, A., SUSSTRUNK, A.E, HINZ, K., and STURM, M. (1971) "Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen in Thunersse". Eclogae Geol. Helv: 64/3, p. 505-520.
- MATTER; A.; DESSOLIN, D., STURM, M. and SUSTRUNK, A.E. (1973) "Reflexionsseismische Untersuchung des Brienzersees". Eclog. Geol. Helv. 66, p. 71-82.
- MEY, P.H.W. (1968) "The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valle-

- ys, Central Pyrenees, Spain". Leide Geol. Mededel., 41, pp. 153-220.
- MEY, P.H.W. (1968) "Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain". Leidse Geol. Mededel., 41 pp. 229-292. Leiden.
- ORELLANA, E. y MONEY, M.H. (1966) "Tablas y curvas patrón para sondeos eléctricos verticales sobre terrenos estratificados" Interciencia, Madrid.
- POUS, J. (1980) "Un programa para el cálculo de la resistividad aparente en medios horizontalmente estratificados". Tecniterrae 37, 42-45.
- SCHLUCHTER, Ch. (1979) "Ubetiefte Talabschnitte in Berner Mittelland Zwischen Alpen und Jura (Schweiz)". Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, p. 101-113, Hannover.
- STURM, Michael and Albert MATTER (1978) "Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents". Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 2, p. 147-168.
- TRICART, J. (1969) "Le modelé glaciaire et nival". Traité de géomorphologie. T. III. SEDES. París.
- VILAPLANA, J.M. (1983) "Estudi del glaciariisme quaternari de les altes - valls de la Ribagorçana", Tesi doctoral, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Ed. per J.M. Vilaplana - Dpt. de Geomorfologia i Tectònica, octubre 1983, 322 p., 52 fig., 10 map. f.t.

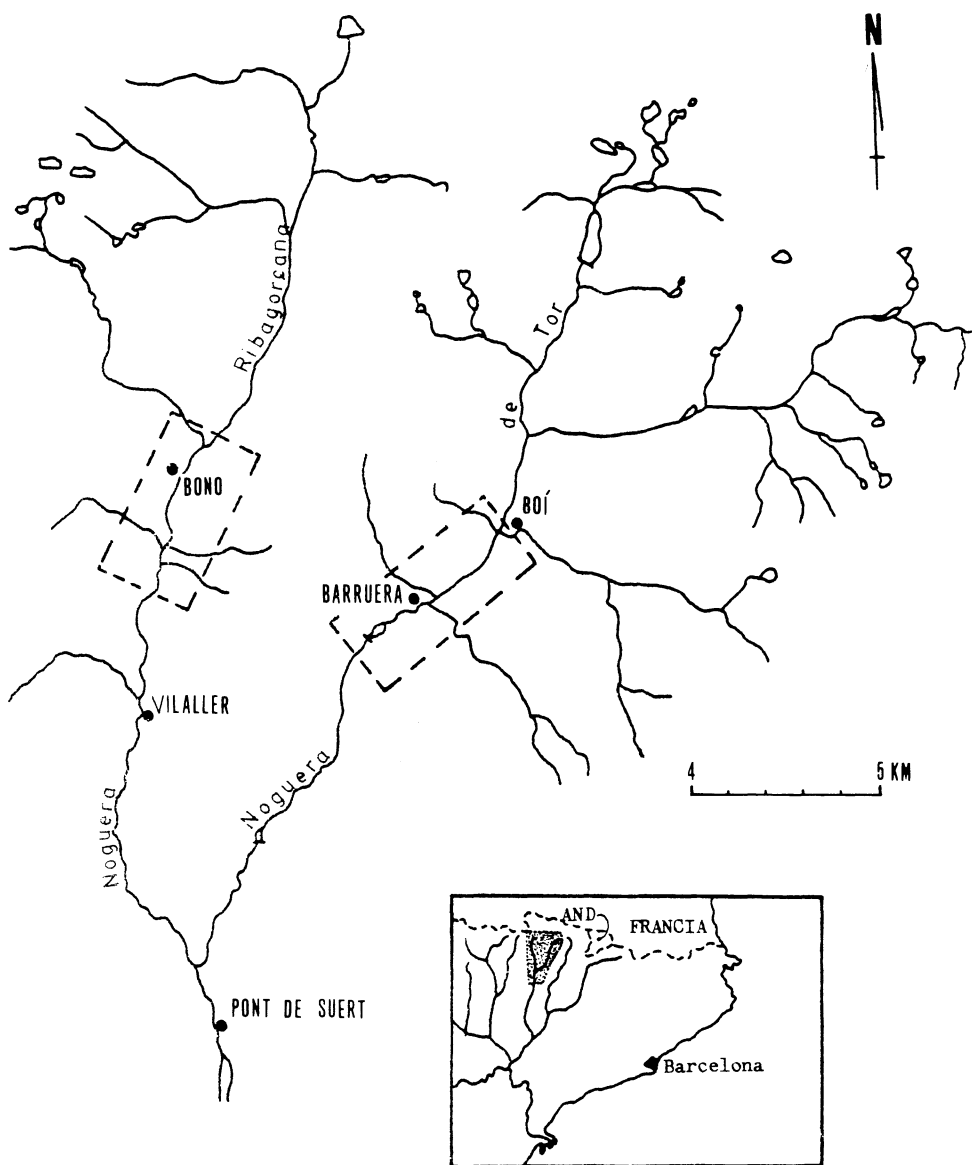


FIG. 1 - SITUACION DE LAS CUBETAS ESTUDIADAS

LEYENDA DE LA FIGURA 2.

- 1 Aluviones actuales
- 2 Aluviones subactuales (nivel de 1-3 m)
- 3 Derrubios de vertiente
- 4 Depósitos morrénicos
- 5 Substrato rocoso
- 6 Río, torrente
- 7 Cono de deyección fluviotorrencial
- 8 Nivel de terraza yuxtaglacial
- 9 Barra rocosa
- 10 Pared rocosa
- 11 Umbral rocoso
- 12 Escombrera
- 13 Mina
- 14 Situación de sondeo eléctrico vertical

LEYENDA DE LA FIGURA 7

- 1 Embalse
- 2 Aluviones
- 3 Derrubios de vertiente relictos
- 4 Derrubios de vertiente funcionales: canchal (gelivación + gravedad)
- 5 Depósitos morrénicos
- 6 Desprendimiento de roca
- 7 Substrato rocoso
- 8 Río
- 9 Canal fluvial abandonado
- 10 Cono de deyección fluviotorrencial
- 11 Cono de derrubios funcional: canchal (gelivación + aludes + gravedad)
- 12 Barra rocosa
- 13 Pared rocosa
- 14 Umbral rocoso
- 15 Sondeo eléctrico vertical
- 16 Dirección de perfil realizado

FIG. 2. ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO DE LA CUBETA DE BONO

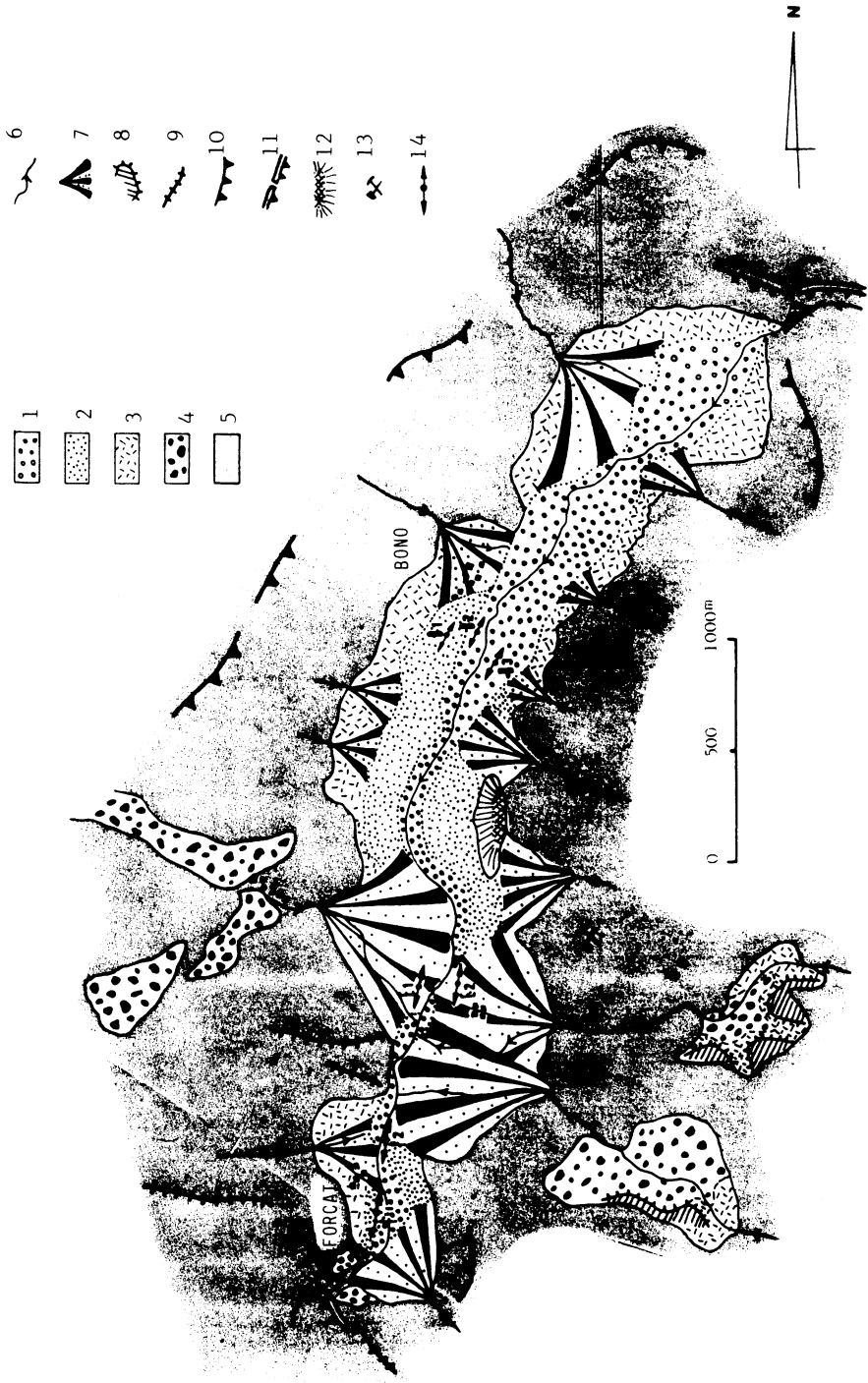


FIG. 3. PERFILES DE LA MORRENA DE L'ARTIGA

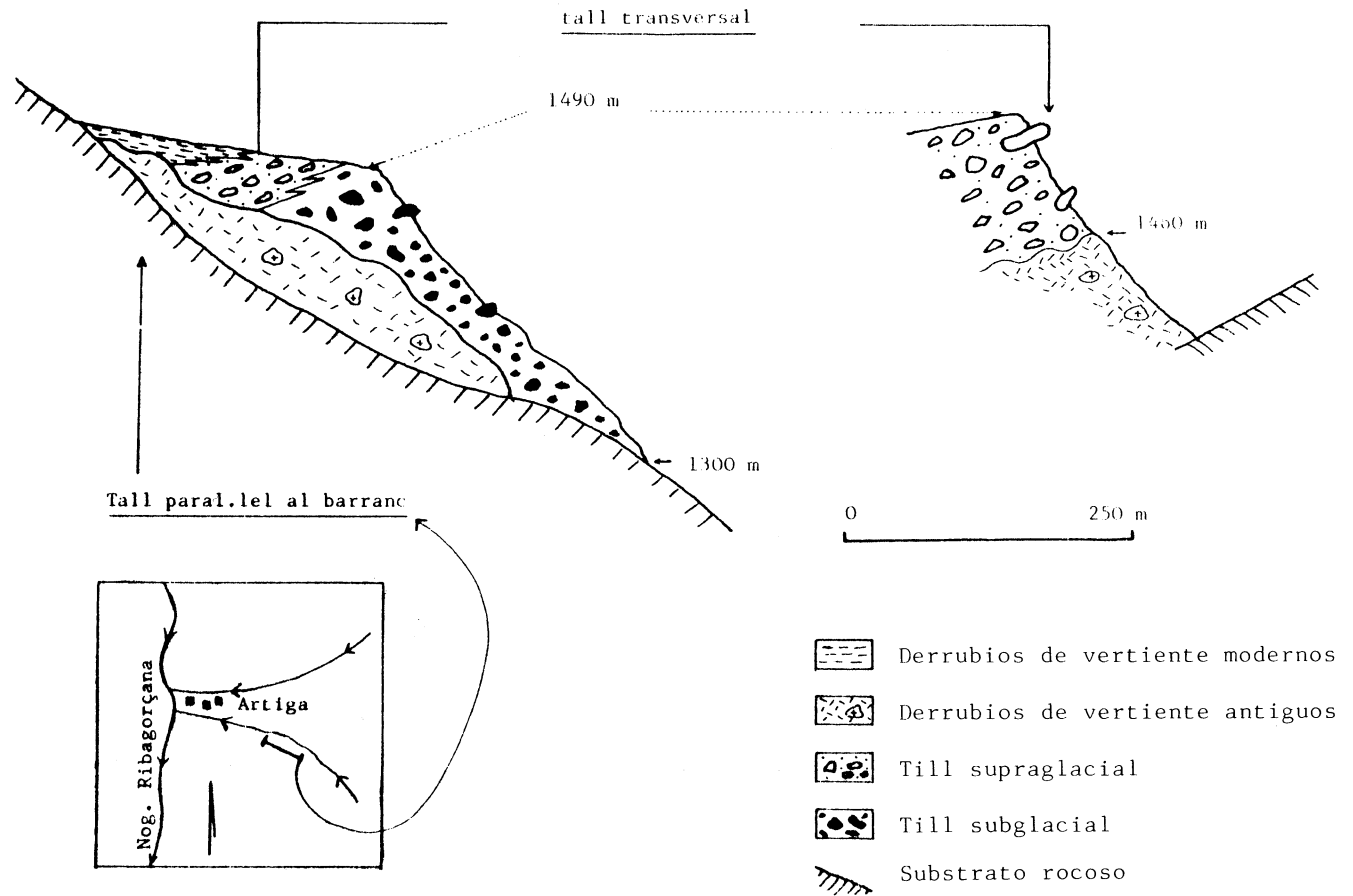


FIG. 4A. PERFILES TRANSVERSALES DE LA CUBETA DE BONO

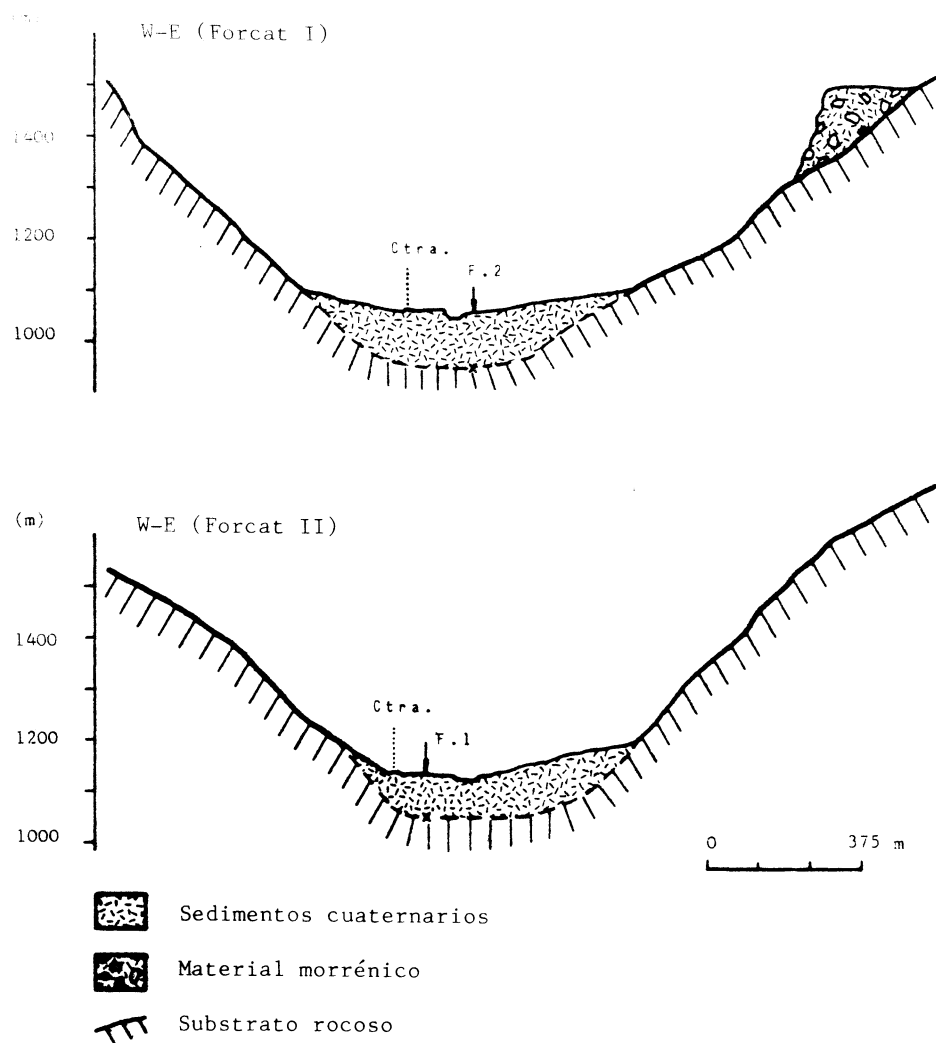


FIG. 4B. PERFILES TRANSVERSALES DE LA CUBETA DE BONO

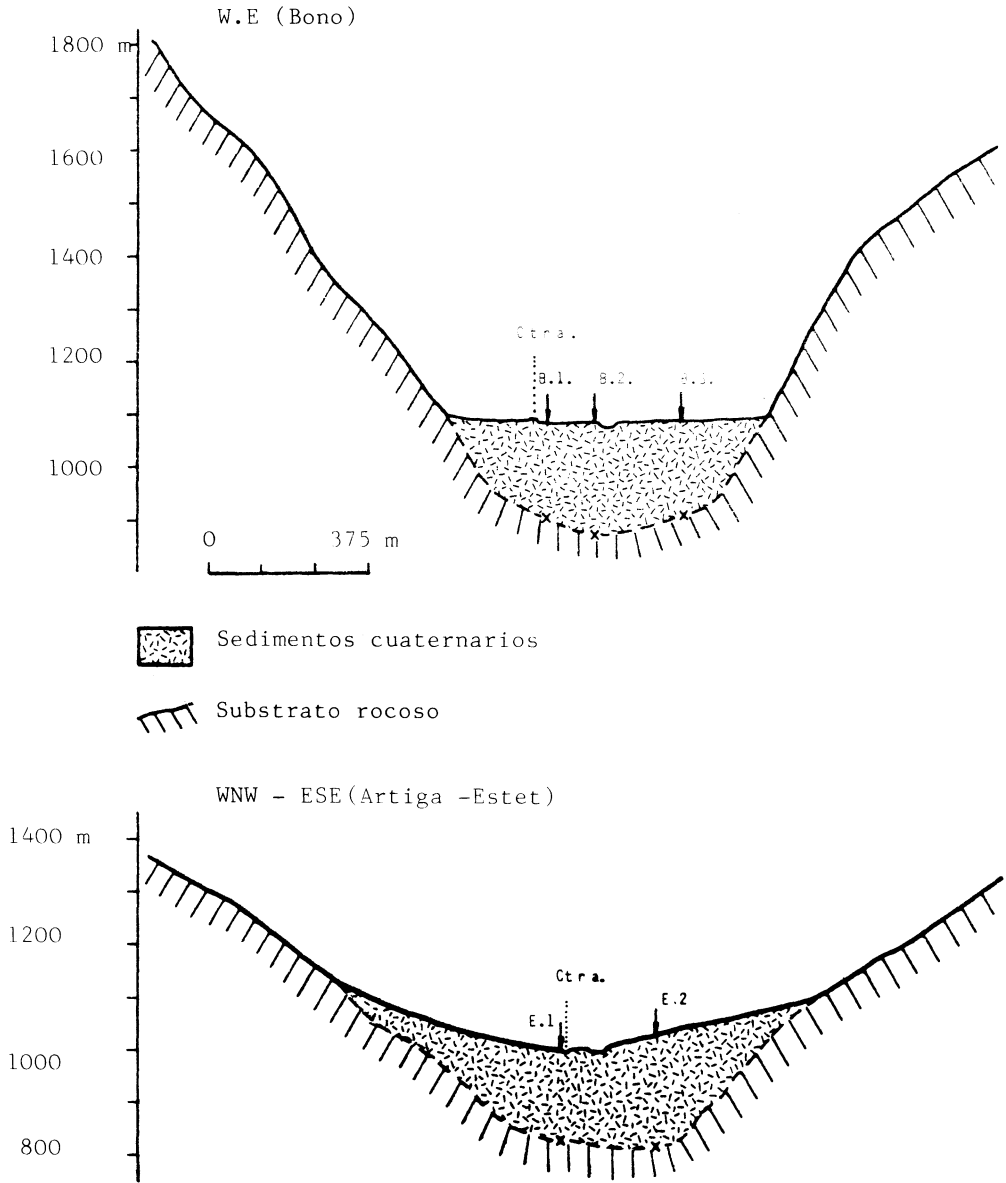


FIG. 5A. PERFIL GEOELECTRICO TRANSVERSAL DE LA CUBETA DE BONO

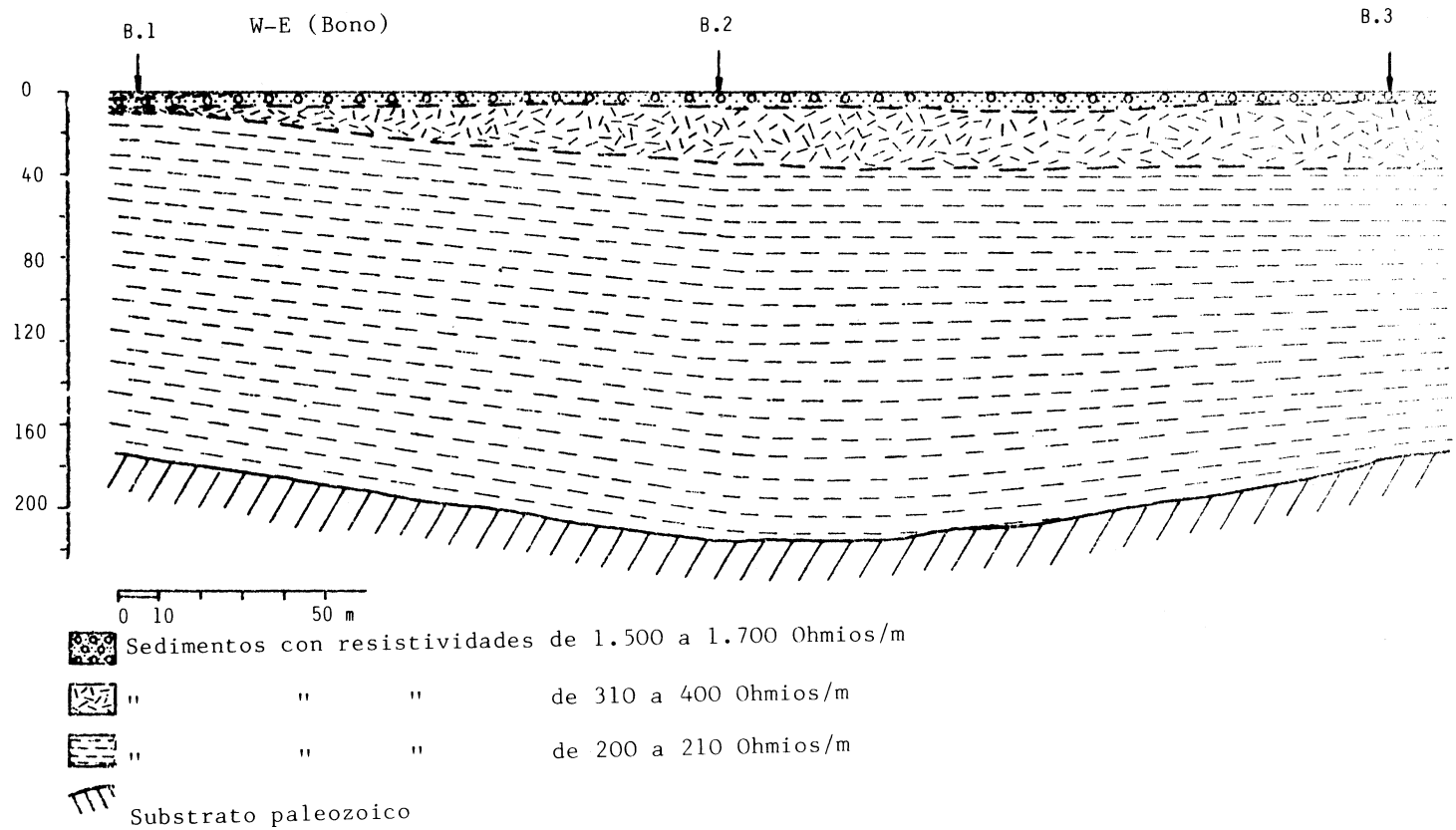


FIG. 5B. PERFILES GEOELECTRICOS TRANSVERSALES DE LA CUBETA DE BONO

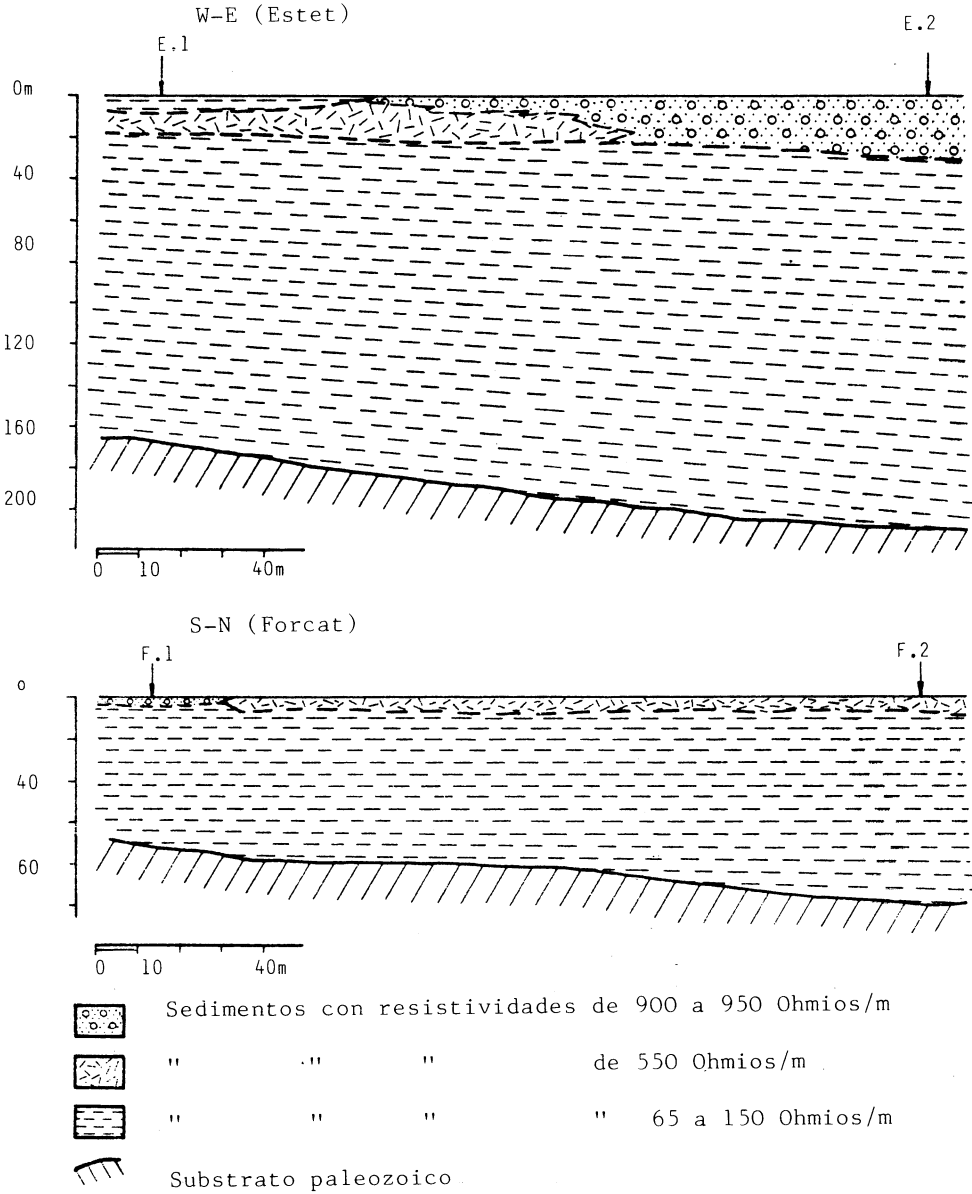


FIG. 6. PERFIL GEOELECTRICO LONGITUDINAL DE LA CUBETA DE BONO

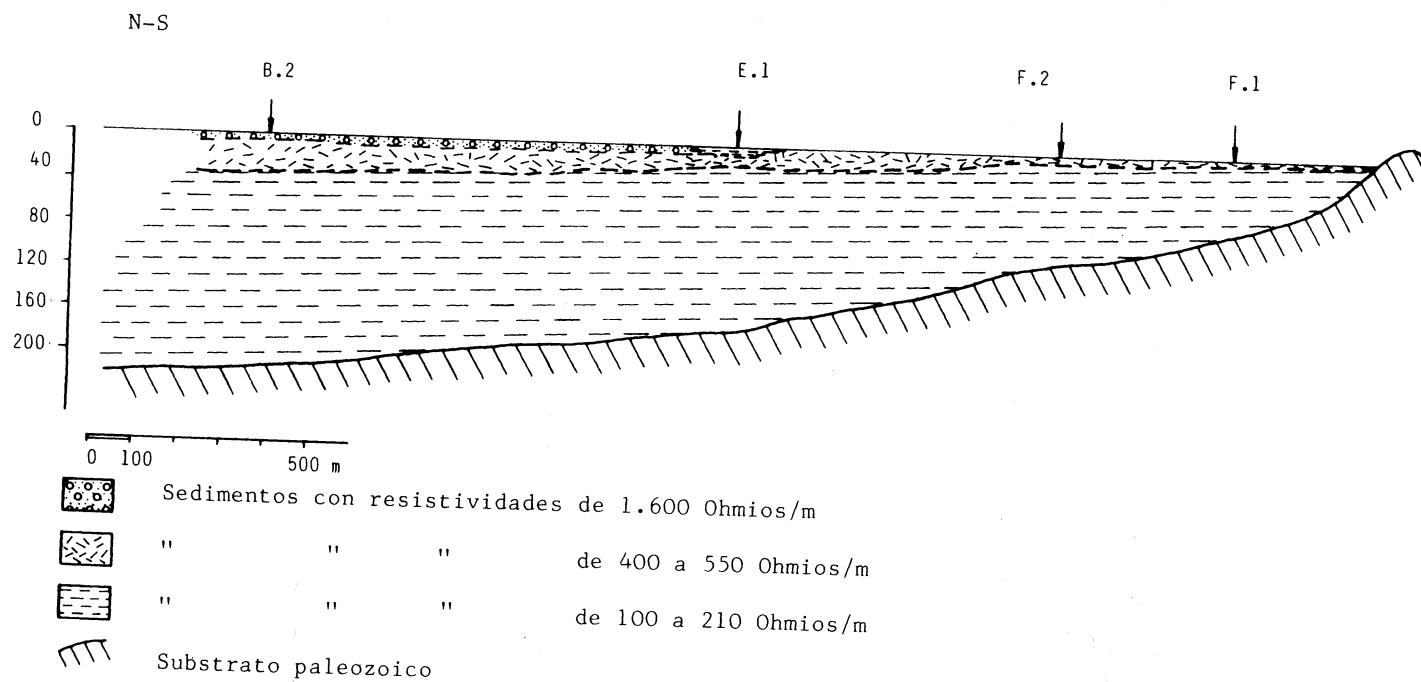


FIG. 7. ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DE LA CUBETA DE BARRUERA

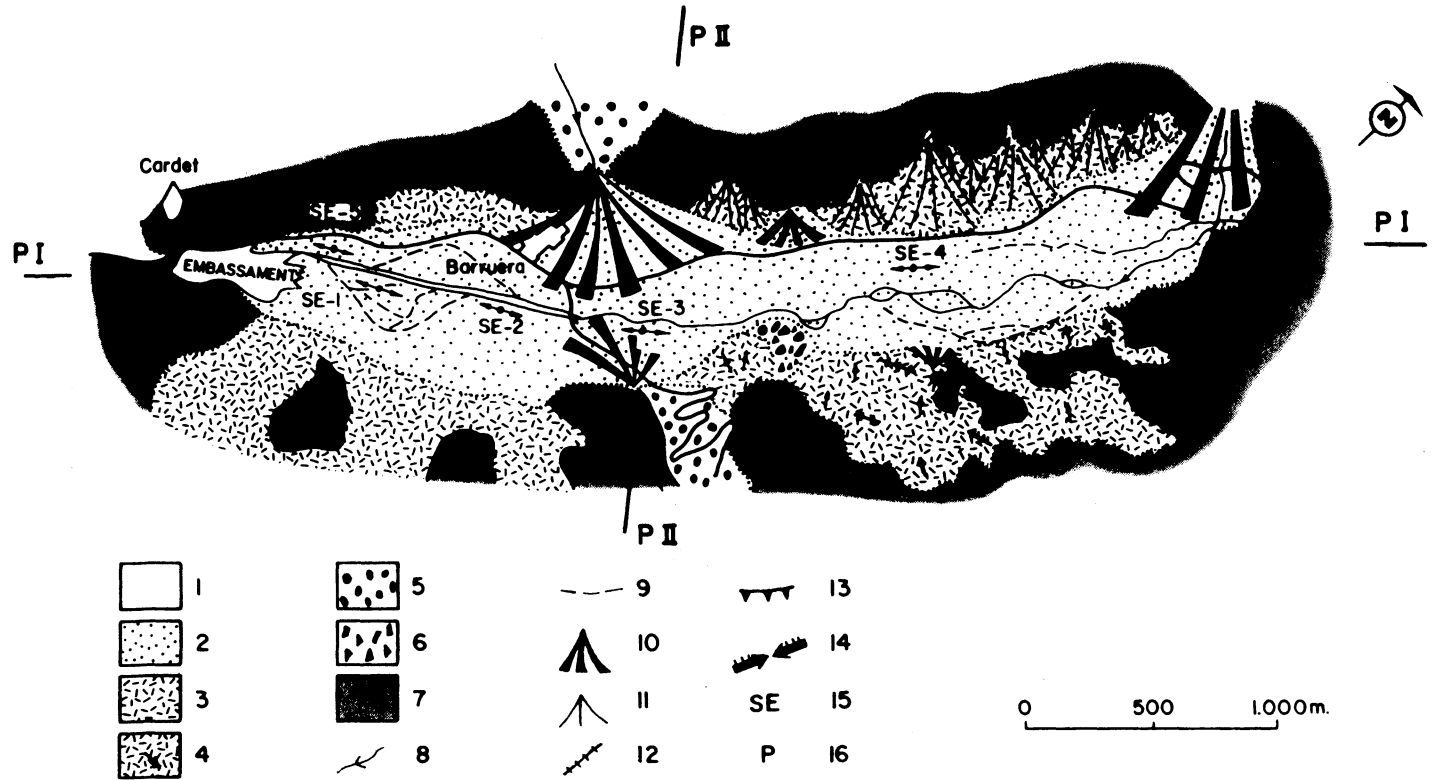


FIG. 8. PERFIL GEOELECTRICO LONGITUDINAL DE LA CUBETA DE BARRUERA

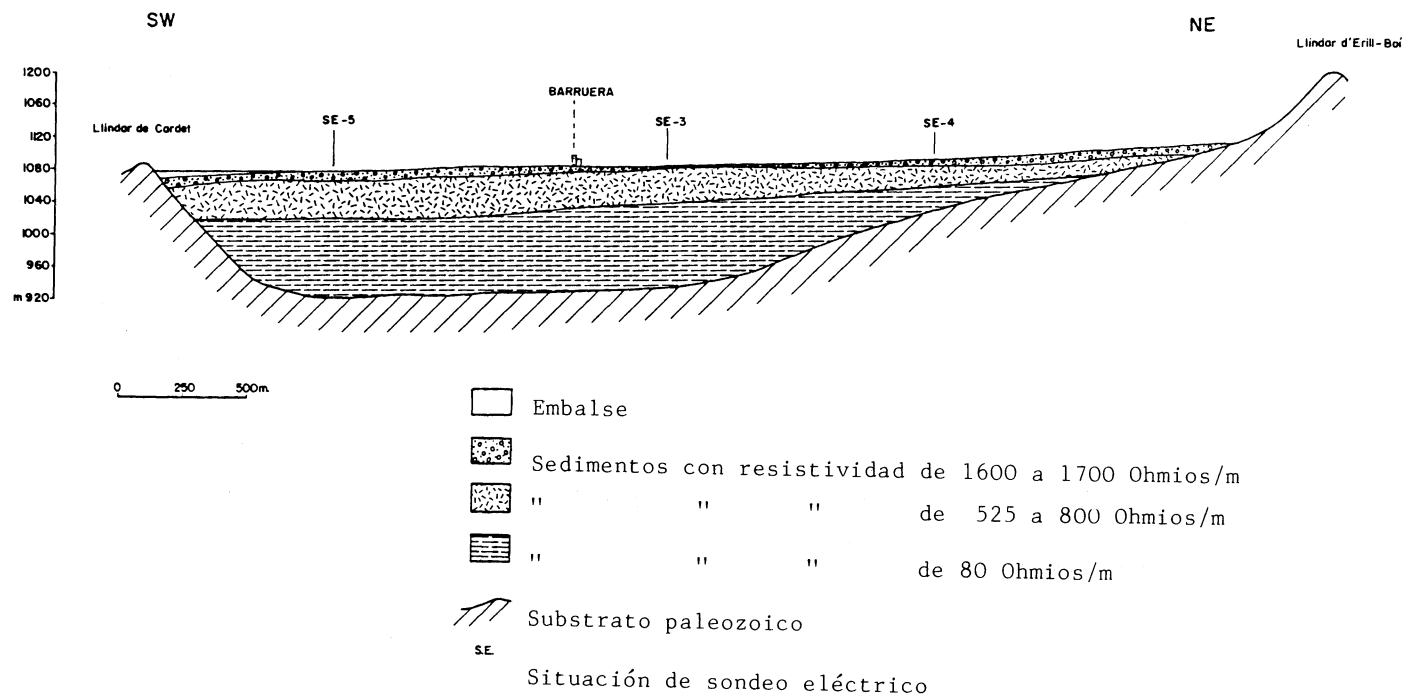
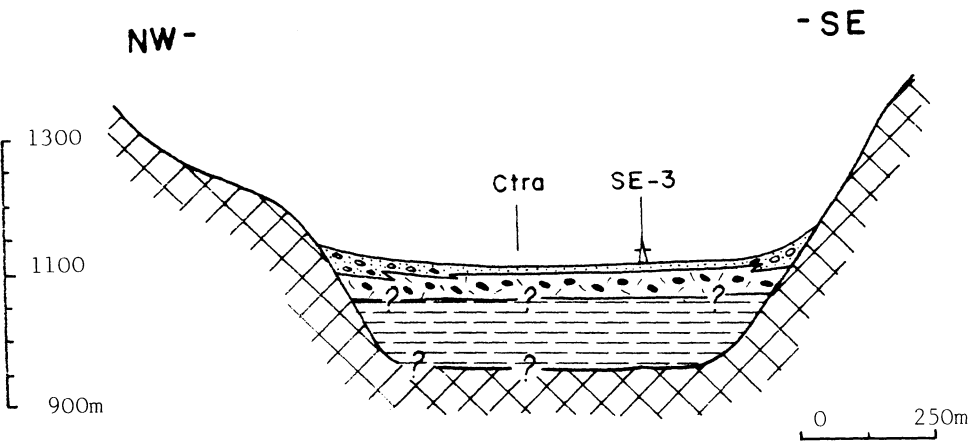


FIG. 9. PERFIL TRANSVERSAL DE LA CUBETA DE BARRUERA



Depósitos de cono de deyección fluvio-torrencial



Depósitos aluviales



Depósitos fluviodeltaicos



Depósitos lacustres



Substrato paleozoico



Situación de sondeo eléctrico

SE